



Geographische
Gesellschaft Bern

Heinz Veit, Christian Gnägi (2014) Die Böden des Berner Mittellandes.
Braunerden und Parabraunerden im Spiegel der eiszeitlichen Landschaftsentwicklung.
In: Elisabeth Bäschlin, Heike Mayer, Martin Hasler (Hrsg.) Bern. Stadt und Region.
Die Entwicklung im Spiegel der Forschung. Jahrbuch Geographische Gesellschaft Bern.
Band 64/2014. ISBN 978-3-9520124-5-1. Seiten 267-292.



© Author(s) 2014. CC Attribution 4.0 License

Die Böden des Berner Mittellandes

Braunerden und Parabraunerden im Spiegel der eiszeitlichen Landschaftsentwicklung

Heinz Veit, Christian Gnägi

Einleitung

Die Böden des Schweizer Mittellandes konnten sich durch das Verschwinden der Gletscher und die danach folgende Wiederbewaldung seit dem Ende der letzten Kaltzeit entwickeln. Darüber hinaus finden sich aber auch Verwitterungsreste und Merkmale älterer Warmphasen (Interstadiale und Interglaziale). Die Böden sind somit teilweise polygenetisch. Ihre Entwicklung und Verbreitung lässt sich deshalb nur durch ein tieferes Verständnis der Klima- und Landschaftsentwicklung, im Wechsel von Kaltzeiten und Warmzeiten, erklären.

Der Untergrund des schweizerischen Mittellandes besteht aus der Molasse. Im Tertiär, während des Aufstiegs der Alpen über den Meeresspiegel, war das Mittelland das Auffangbecken für den Abtragungsschutt aus den Alpen. Diese Lockersedimente, Kiese, Sande und Tone, haben sich mittlerweile zu mehr oder weniger festen Gesteinen wie Konglomeraten (Nagelfluh), Sand- und Siltsteinen sowie Mergeln verfestigt. Im Mit-

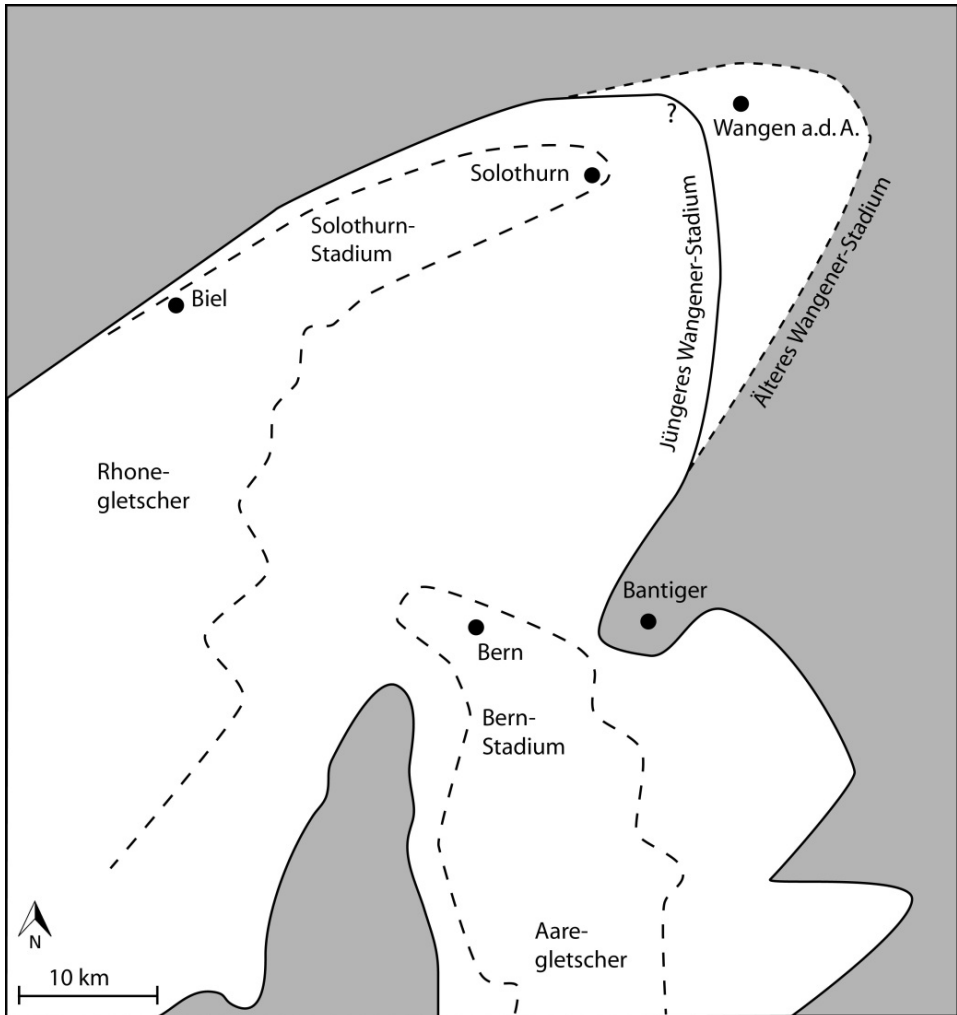
telland kommt die Molasse in charakteristischen, meist bewaldeten Hügeln an die Oberfläche, wie in Bern mit dem Bantiger (947 m ü.M.) und dem Gurten (864 m ü.M.). Der Bantiger überragt das Stadtgebiet im Osten und bietet auf dem Sendemast der Swisscom-Anlage einen hervorragenden Rundumblick (Abb. 1). Der grösste Teil des Bantigers besteht aus Oberer Meeresmolasse. Die mächtigen Sandsteinfohlen der Umgebung lieferten seit dem 15. Jahrhundert den charakteristischen olivgrünen Bausandstein für die Berner Altstadt, weshalb er auch als „Berner Sandstein“ bezeichnet wird.

Abb. 1: Der Bantiger bei Bern, vom Gurten aus betrachtet



Bild: Autoren

Verbreitet ist die tertiäre Molasse von quartären Lockersedimenten bedeckt, die sich infolge der wechselnden Kaltzeiten und Warmzeiten in den letzten 2,5 Mio Jahren abgelagert haben und Mächtigkeiten von einigen Metern bis zu mehreren hundert Metern erreichen können. Es handelt sich dabei vor allem um kaltzeitliche Moränen, Schmelzwasser-

Abb 3: Kaltzeitliche Ausdehnung des Rhone-Aaregletschers im Mittelland

Quelle: Eigene Darstellung nach Bini et al. 2009

sande und Kiese, feinkörnige Beckensedimente, kaltzeitlichen Flugstaub (Löss) und periglaziale Solifluktsdecken. Diese Deckschichten bilden in der Regel die Ausgangssubstrate der Bodenbildung und spielen dafür eine entscheidende Rolle. Die komplexe horizontale und vertikale Abfolge der Deckschichten ist eine Folge der Landschaftsgeschichte. Speziell

die Bereiche innerhalb und ausserhalb der letzten Vergletscherung, die Jung- und Altmoränenlandschaften, unterscheiden sich dabei deutlich. Dies soll anhand von zwei Beispielregionen vorgestellt werden, in denen dieser Übergang erfolgt. Zum einen handelt es sich um das Gebiet um Niederbipp/Wangen an der Aare, in dem die letztkaltzeitliche Maximalausdehnung des Rhone-Aaregletschers vermutet wird (Abb. 3). Die andere Region ist der Bantiger bei Bern, dessen unvergletschter Gipfel während der letzten Kaltzeit aus dem Eis herauschaute, der aber in Form von Höhenschottern Spuren älterer Vergletscherungen trägt (Abb. 3, Abb. 4). Die horizontale, altersbedingte Abfolge bei Wangen hat demnach ein vertikales Pendant am Bantiger.

Zur Geschichte des Rhone-Aaregletschers im Mittelland

Das Stadtgebiet von Bern wurde in der letzten Kaltzeit von Aare- und Rhonegletscher überfahren, wobei das Eis Mächtigkeiten von bis zu einigen hundert Metern erreichte und den Gurten teilweise vollständig, den Bantiger bis kurz unterhalb des Gipfels, bedeckte. Diese Periode wird generell als Würm-Kaltzeit oder in der Schweiz auch als Birrfeld-Kaltzeit bezeichnet. Sie bestand wahrscheinlich aus drei eigenständigen Gletschervorstössen, die bislang auf 105.000, 65.000 und 25.000 Jahre datiert werden (Abb. 2). Der Vorstoss vor 25.000 Jahren wird als Hochglazial, „Last Glacial Maximum“ (LGM), oder als Hauptvorstoss bezeichnet. Bislang nicht genau geklärt sind die dazugehörigen Gletscherausdehnungen und Eismächtigkeiten während dieser Phasen. Die maximale letztkaltzeitliche Lage der Gletscherstirn wird seit Nussbaum (1911) im Gebiet Wangen an der Aare-Bannwil vermutet (Abb. 3, Bini et al. 2009). Meist wird in den Untersuchungen dabei ein Älteres (ÄWS) und ein Jüngeres Wangener Stadium (JWS) ausgegliedert (Zimmermann 1963, Binggeli 1983, WEA 1984/97, 1989/91, Hildbrand 1990), teils auch ein innerhalb davon liegendes Brästenberg-Stadium und eine geringfügig ausserhalb des ÄWS liegende Langenthal-Schwankung (Zimmermann 1969).

Die zeitliche Einordnung dieser Eisrandlagen ist unsicher und wegen fehlender Datierungen spekulativ. Seit Zimmermann (1963) wurde der Maximalvorstoss der Birrfeld-Vereisung als ÄWS und derjenige der letzten Vergletscherungsphase (LGM) als JWS bezeichnet. Nach Schlüchter (1976) war aber die LGM-Vergletscherung im Aaretal ausgedehnter als in früheren Phasen der Birrfeld-Kaltzeit. Lediglich von einem erratischen Block auf dem ÄWS liegen Altersangaben mittels kosmogener Nuklide

von Ivy-Ochs et al. (2004) vor, die auf ein LGM-zeitliches Alter hinweisen. Der Stand des JWS und des Brästenberg-Stadiums wären dann entsprechend jünger. Andere geomorphologische Kriterien, wie z.B. der Entwicklungsgrad der Böden (Abb. 7), könnten aber auch auf ein höheres Alter des ÄWS und damit auf eine prä-LGM-Vergletscherung hinweisen. In den Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25.000 Blatt Murgenthal (Bitterli et al. 2011) werden drei Eisrandlagen eingezeichnet, die als LGM-Vergletscherung (JWS), Niederbipp-Vergletscherung (ÄWS) und Langenthal-Vergletscherung möglicherweise alle in die Birrfeld-Kaltzeit gehören (Abb. 7). Nussbaum (1911) beschreibt die Endlage des JWS als Moränenamphitheater von Wangen. Die postulierten Moränenwälle sind aber häufig Terrassenkanten und in Gletscherflussrichtung überschiffene Molassehügel. Es könnte deshalb sein, dass der Maximalstand der jüngsten Vergletscherung mit dem Brästenberg-Stadium zusammenfällt.

Wie weit der erste Vorstoss im Früh-Birrfeld reichte ist bislang unbekannt (Abb. 2). Auf ihn folgte ein ausgeprägtes Interstadial, das im Mittelland durch das Auftreten von borealen Wäldern charakterisiert war (Welten 1982, Wegmüller 1992). Auch die Eisrandlage während des zweiten Vorstosses in der mittleren Birrfeld-Kaltzeit ist unklar. Der Rhonegletscher erreichte wohl jedenfalls das Seeland (Preusser et al. 2007). Nach dem Mittel-Birrfeld-Vorstoss erwärmte sich das Klima wieder. Dieses Interstadial wird als Gossau-Interstadial-Komplex (Preusser et al. 2011) bezeichnet. Es reichte wohl nur selten zur Bewaldung im Mittelland aus. An günstigen Stellen wuchsen aufgelichtete Föhren- und Birkenwälder (Welten 1982). Der Aaregletscher schmolz bis in die Alpen zurück. Hinsichtlich der Bodenbildung, stehen damit potentiell für den Raum Bern auch innerhalb der Birrfeld-Kaltzeit ausgedehnte Perioden zur Verfügung, in denen Bodenbildung entweder unter Wald (Früh-Birrfeld) oder unter Grasvegetation (Gossau-Interstadial) möglich war.

Verschiedene Autoren gehen davon aus, dass der Aaregletscher das Gebiet von Bern jeweils viel schneller erreichte als der Rhonegletscher und sich erst später, im Verlaufe des weiteren Vorstosses, mit dem Rhonegletscher vereinigte. Die Grenzlinie zwischen Rhone- und Aaregletscher verlief während dem Höchststand der letzten Vergletscherung im Stadtgebiet Bern. Folgt man der Geologischen Karte 1:25.000 Blatt Worb (Kellerhals & Haefeli 1999, Gruner 2001), so umfloss das Eis in der Birrfeld-Kaltzeit den Bantiger auf drei Seiten: auf der Bern zugewandten S-Abdachung und im Westen, sowie im Osten mit einem Eislappen im Bereich des Lindentales (Abb. 3, Abb. 4). Der Gipfel selbst und die oberen Hänge der N-Abdachung blieben während des letzten Hochstandes der

Birrfeld-Kaltzeit unvergletschert. Dieser Höchststand wird als Bantiger-Stadium (Gerber 1955) bezeichnet. Die höchsten deutlichen Moränenablagerungen der letzten Kaltzeit liegen beim Chatzenstyg (880 m ü.M.) und beim Sängeli (924 m ü.M.). Mit dem Rückschmelzen des Eises am Ende der Birrfeld-Kaltzeit sind im Stadtgebiet und in der Umgebung von Bern noch mehrere deutlich sichtbare Moränenwälle des Aaregletschers entstanden: Seftigschwand-, Gurten-, Bern-, Schosshalde-, Wittigkofen- und Muri-Stadium (Staeger 1988).

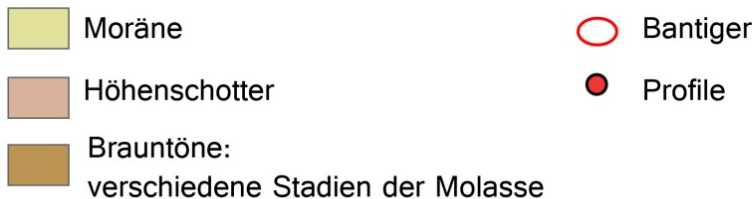
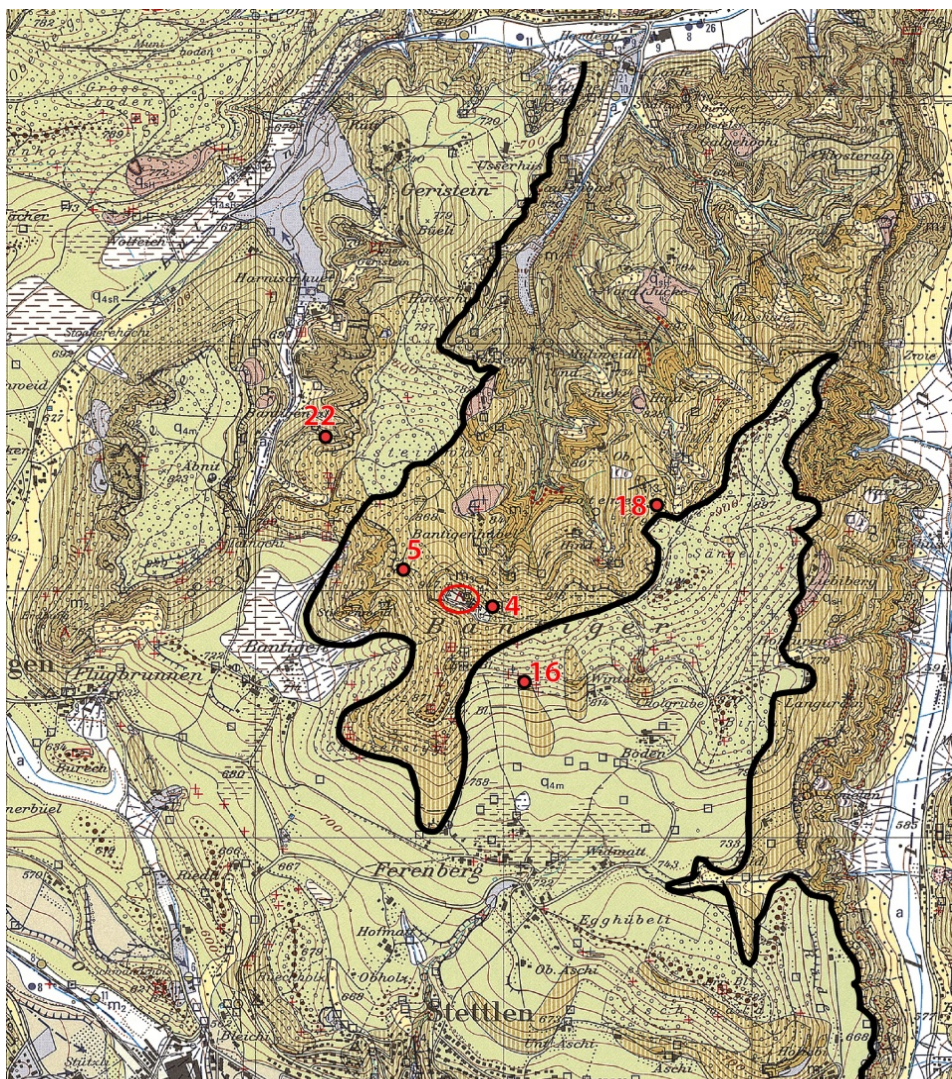
Am Bantiger sind auch Spuren älterer Vereisungen sichtbar (Abb. 4). Diese Moränen und Schmelzwasserablagerungen („Höhenschotter“) nahe dem Bantiger-Gipfel und auf der N-Seite zeigen, dass die älteren Vergletscherungen ausgedehnter waren und der ganze Bantiger unter Eis lag. Datierungen gibt es nicht. Folgt man dem derzeitigen Schema, wie es in Abbildung 2 dargestellt ist, so kommen wegen der grösseren Ausdehnung potentiell die Möhlin- oder Beringen-Vergletscherungen in Frage. Zieht man allerdings in Betracht, dass das ÄWS am Zungenende des Rhone-Aaregletschers, wie oben erwähnt, ein früheres, grösseres Stadium der Birrfeld-Kaltzeit repräsentieren könnte, dann wäre auch am Bantiger denkbar, dass die Chatzenstyg- und Sängeli-Moränen prä-LGM-zeitlich wären und die Ablagerungen oberhalb davon ebenfalls noch in ältere Abschnitte der Birrfeld-Kaltzeit gehören.

Nach dem LGM erfuhr das Mittelland einen relativ schnellen Zerfall des Eisstromnetzes und war wahrscheinlich vor 17.500 Jahren bereits eisfrei oder nur von Toteismassen der rasch schmelzenden Gletscher bedeckt (Preusser et al. 2011). Die Wiederbewaldung setzte allerdings erst ab dem Bölling-Interstadial vor rund 14.000 Jahren ein. Dies ist im Mittelland der Startpunkt für die bis heute andauernde Bodenbildung.

Deckschichten und Bodenentwicklung

Böden entwickeln sich in der Regel über Jahrtausende. Welcher Bodentyp entsteht, ist mit einer ganzen Reihe von Umwelteinflüssen verknüpft. Im besonderen Blickpunkt dieser Ausführungen stehen dabei Alter und Art der Ausgangssubstrate. Im Mittelland stellt sich dabei meist die Frage, ob es sich um Moränen, fluviale und fluvioglaziale Schotter, Sande und Lehme, Löss, oder periglaziale Solifluktsdecken handelt und welches Alter diese Sedimente haben. Damit ist eine direkte Verknüpfung zur eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Landschaftsgeschichte des Mittellandes gegeben.

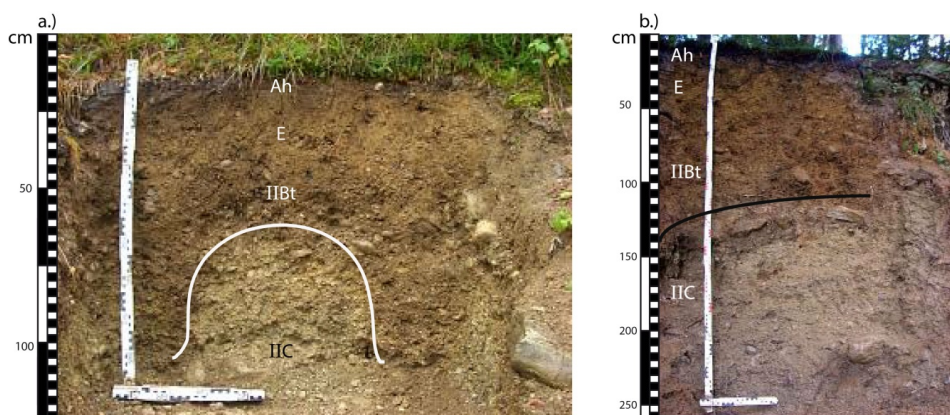
Abb. 4: Detailkarte zur Vergletscherung des Bantigers während der letzten Kaltzeit



Quelle: Birrfeld-Kaltzeit, nach Kellerhals & Haefeli 1999, verändert

Den meisten Sedimenten des Mittellandes gemeinsam ist ein gewisser Karbonatgehalt, der sich durch die Herkunft der Ablagerungen aus dem alpinen Raum erklärt. Durch den Transport per Wasser, Eis oder Wind wurden silikatische und karbonatische Komponenten vermischt, so dass Sedimente entstanden sind, deren Karbonatgehalt in weiten Bereichen schwankt, häufig zwischen 20-60%. In solchen Lockergesteinen haben sich unter den Klimabedingungen des Mittellandes (tieferes Berner Mittelland: Jahresdurchschnittstemperatur: 8-9 °C; Jahresniederschlag: ± 1000 mm) in der Regel Parabraunerden entwickelt. Dies sind die häufigsten Böden im Grossraum Bern. Sie sind gekennzeichnet durch oberflächliche Entkalkung und Versauerung. Damit einher geht die Auswaschung von Tonmineralen aus dem Ober- in den Unterboden durch den Niederschlag und das Sickerwasser. Erkennbar sind diese Parabraunerden im Gelände entsprechend durch einen meist hellbraunen, oberflächennahen, tonarmen Auswaschungshorizont, den E-Horizont, und einen darunter folgenden kräftig braunen Tonanreicherungshorizont, den Bt-Horizont (Abb. 5). Die Untergrenze des Bt-Horizontes ist häufig die Entkalkungsgrenze, die aber auch, vor allem bei sandigen Substraten, deutlich tiefer reichen kann (Cv-Horizont, Abb. 9, Abb. 10).

Abb. 5: Parabraunerden auf LGM-Moränen des Bantigers (zur Lage der Profile siehe Abb. 4)



5a: Lokalität Geristeiwald (Profil 22)

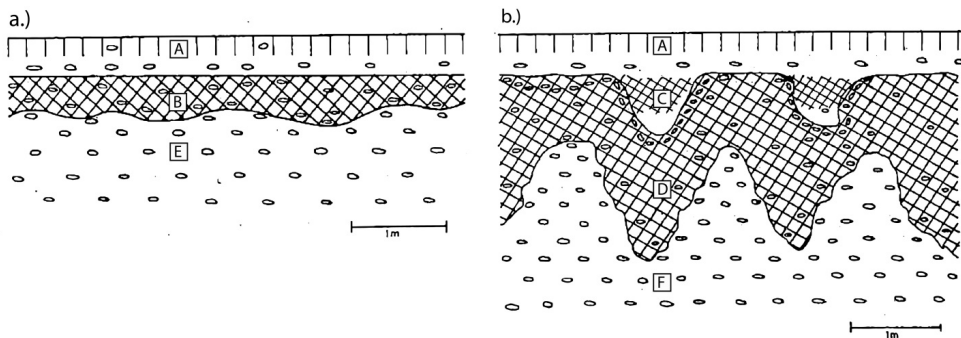
5b : Lokalität Wintele (Profil 16)

Auf den vermutlich LGM-zeitlichen Moränen und Aareterrassen um Bern sind diese Böden zwischen 80-180 cm mächtig, sofern sie nicht durch die jahrhundertelange anthropogene Nutzung der Bodenerosion zum Opfer gefallen sind (Mailänder & Veit 2001, Veit et al. 2002, Mailänder & Veit 2003, 2004, Rentsch 2006). Die relativ geringe Entkalkungstiefe entspricht Beobachtungen aus anderen Gebieten des nördlichen Alpenvorlandes in Deutschland und Österreich (Semmel 1973, Fitze 1987, Kösel 1996, Abb. 6), wobei regionalklimatische Unterschiede und Variationen im Kalkgehalt der Sedimente beachtet werden müssen. Die Abbildung 5 zeigt zwei Parabraunerden auf den vermuteten LGM-Moränen am Bantiger. Das Profil der Abbildung 5b liegt an einem Waldrand oberhalb Ferenberg, unweit des Bauernhofes Wintele. Die Entkalkungstiefe von ca. 1,20 m ist typisch für die Bodenentwicklung auf Moränen der letzten Kaltzeit. Sie ist das Produkt von rund 14.000 Jahren Verwitterung, nachdem im Bölling-Interstadial die Wiederbewaldung im Mittelland eingesetzt hatte. Im Bt-Horizont beträgt der Tonanteil 25%, und ist damit gegenüber der unverwitterten Moräne (C-Horizont) mit 8% Ton um 17% angereichert (Rentsch 2006). Bei genauem Hinsehen fällt auf, dass die obersten 50 cm mit dem E-Horizont deutlich weniger Grobkomponenten enthalten. Der Skelettanteil sinkt von rund 30-40% in der Moräne auf unter 10% im E-Horizont. Dies auf Verwitterung zurückzuführen ist schwierig, da dann auch im Bt-Horizont die Gerölle verwittert sein müssten. Dort ist allerdings kein Unterschied zum C-Horizont festzustellen. Bei den geröllarmen oberen 50 cm handelt es sich um eine Solifluktsdecke, die nach dem Eisfreiwerden am Ende des Hochglazials oder im Spätglazial unter periglazialen Bedingungen entstanden ist und aus vielen Gebieten Mitteleuropas beschrieben und dort als Hauptlage bezeichnet wird (Völkel et al. 2002). Der deutlich erhöhte Schluffanteil von 35-40% im Vergleich zum Liegenden stammt aus äolischem Eintrag von kaltzeitlichem Flugstaub (Löss).

Es gibt bislang keine direkten Datierungen dieser periglazialen Hauptlage, aber potentiell kommt nur der Bereich zwischen rund 17.500 Jahren, zur Zeit des Verschwindens der Gletscher aus dem Mittelland und 11.000 Jahren, dem Ende der Birrfeld-Kaltzeit nach der Jüngeren Dryas, in Frage. Intensiver Bodenfrostd führte damals dazu, dass im Sommer die obersten Dezimeter auftauten, während der Untergrund noch gefroren war. Dieser aufgetaute und wasserübersättigte Bereich bewegte sich dann langsam hangabwärts. Heute kann dieser Prozess in den Alpen noch oberhalb der Waldgrenze in der alpinen/subnivalen Höhenstufe beobachtet werden. Die jährlichen Hangabwärtsbewegungen liegen dabei in der Grössenordnung von Zentimetern (Veit et al. 1995, 2002, Veit

2002), was im Spätglazial am Bantiger und generell im Mittelland ähnlich gewesen sein dürfte. Die in Abbildung 5 vorgestellte Parabraunerde ist damit geschichtet und besteht aus der spätglazialen Hauptlage über hochglazialer Moräne. Im Bodenprofil wird diese Schichtung durch Voranstellen einer „II“ markiert (IIBt-IIC). Das Profil der Abbildung 5a stammt vom Geristeiwald und zeigt vergleichbare Charakteristika. Deutlich ist auch hier die geröllärmere Solifluktsdecke mit 2% Skelett in den Ah-E-Horizonten, über der Moräne mit 30-40% Skelett in den IIBt-IIC-Horizonten zu erkennen. Die Untergrenze des IIBt-Horizontes verläuft wellenförmig, ein häufiges Phänomen der Entkalkungsgrenze. Solcherart geschichtete Böden sind schon aus anderen Gebieten des Mittellandes beschrieben, aber erst ansatzweise systematisch untersucht worden (Fitze 1987, Ruef et al. 1992, Brack et al. 1996). Bei exponierten Lagen, wie auf den steilen Wallmoränen und bei Standorten mit anthropogener Nutzung durch Landwirtschaft und Rodungen sind die vorgestellten Parabraunerden mehr oder weniger stark erodiert. Stellenweise ist die gesamte Solifluktsdecke abgetragen und der Bt-Horizont der Moräne kommt direkt an die Oberfläche.

Abb. 6: Schema zur Verbreitung von Böden und Deckschichten im Alpenvorland, Rheingletschergebiet

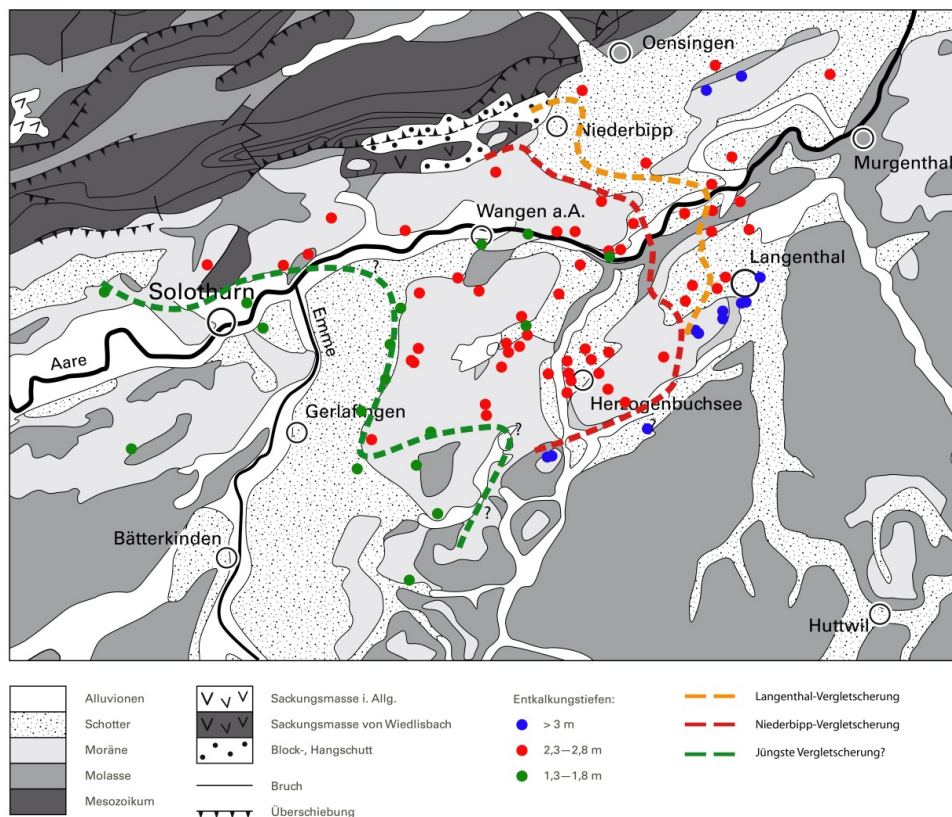


Quelle: Eigene Darstellung nach Semmel 1973

5a: Würmterrane, 5b: Rissterrane

A = Hauptlage (spätglaziale Solifluktsdecke); B = Bt-Horizont (Holozän); C = schwach entwickelter Bvt-Horizont (Holozän) in lössgefüllten Kryoturbations-taschen (Würm); D = fossiler Bt-Horizont (Eem); E = alpine Kiese (Würm); F = alpine Kiese (Riss)

Abb. 7: Karte der Entkalkungstiefen im Stirnbereich des kaltzeitlichen Rhone-Aaregletschers

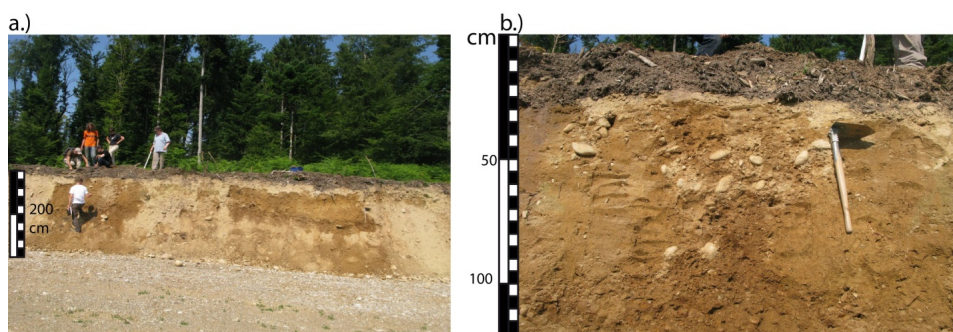


Quelle: Eigene Darstellung nach Bitterli et al. 2011, verändert

Die Bodenentwicklung ändert sich schlagartig, wenn man den Bereich der vermutlichen LGM-Vergletscherung verlässt (Abb. 6). Eine Karte der Entkalkungstiefen im Stirnmoränenbereich des kaltzeitlichen Rhone-Aaregletschers (Abb. 7) zeigt, dass die Bodenbildung ausserhalb der Niederbipp-Vergletscherung auf bis zu fast 3 m, ausserhalb der Langenthal-Moränen, deren Alter ebenfalls unbekannt ist, auf über 3 m steigt. Auch in anderen Teilen des Mittellandes sowie im deutschen Alpenvorland sind diese Unterschiede beschrieben (Semmel 1973, Schreiner 1992, Kösel 1996, Christen 1999, Mailänder & Veit 2001, Veit et al. 2002, Mailänder & Veit 2003, 2004, Reinmann 2004, Rentsch 2006, Dettwiler 2008, Vogel 2011). Aber nicht nur die Entkalkungstiefe, auch der Aufbau

der Böden und Deckschichten wird ausserhalb der LGM-Moränen komplexer. Abbildung 8 zeigt ein Profil in der Kiesgrube Risi bei Aarwangen. Die Entkalkungstiefe beträgt rund 2 m. Im oberen Teil des Profiles sind taschen- und muldenförmige Strukturen erkennbar, die im Vergleich zum Liegenden mit feinerem, kiesarmem Material verfüllt sind. Das Feinmaterial ist durch hohe Werte im Schluff, besonders im Grobschluffbereich charakterisiert, mit Werten von 20-30%, im Vergleich zu solchen von weniger als 10% in den liegenden Terrassensanden. Dies weist auf äolischen Eintrag (Löss) hin. Vereinzelte Kiese in den Lösslehm-taschen zeigen eine sekundäre Umlagerung durch fließendes Wasser oder Bodentiere an. Die Taschenstruktur mit teilweise steilgestellten Kiesen an den Rändern ist das Ergebnis von frostdynamischen Prozessen (Kryoturbation) unter kaltzeitlichen Bedingungen.

Abb. 8: Böden auf prä-LGM-Ablagerungen des Rhone-Aaregletschers, Kiesgrube Risi in Aarwangen



8a: Überblick Gesamtprofil; der gesamte aufgeschlossene Wandbereich ist entkalkt

8b: Detailansicht des oberen Teils von 8a; in der Mitte aufgepresste Kiese, links und rechts davon mit Feinerde gefüllte Kryoturbationstaschen

Bilder: Autoren

Überlagert werden die Lösslehm-taschen von einer 30-40 cm mächtigen kiesreicheren Schicht, die der spätglazialen Solifluktsdecke entspricht. Im Vergleich zu den Bodenprofilen auf den LGM-Ablagerungen, kommen hier also als neues Element zusätzlich unter der Hauptlage die

Kryoturbationstaschen hinzu. Diese entsprechen der Mittellage aus dem Rheingletschergebiet (Kösel 1996, Abb. 6). Es ist zu vermuten, dass die Mittellage zeitlich dem Hochstand des Rhone-Aaregletschers im LGM entspricht. So konnte sie zwar ausserhalb davon - im eisfreien Periglazialraum über Permafrost - gebildet werden, fehlt aber im Bereich der Eisbedeckung, wie im Raum Bern. Nach Abschmelzen des Rhone-Aaregletschers am Ende des Hochglazials waren die klimatischen Gegebenheiten offensichtlich nicht mehr für die Bildung von Kryoturbationstaschen über Permafrost gegeben.

Die holozäne Bodenbildung hat zu schwacher Tonverlagerung geführt. Im Lösslehm sind schwach ausgebildete Bvt-Horizonte entwickelt. Eine mögliche Ursache für die geringe Intensität der Bodenbildung, im Vergleich zur Bodenbildung auf Moränen (Abb. 5), könnte die bereits kaltzeitliche Entkalkung des Lösslehms in den Taschen sein, so dass im Holozän die Versauerung des Substrates schnell vorangeschritten ist und rasch die aktuellen pH-Werte um 4,0 erreicht wurden, bei denen eine Tonverlagerung nicht mehr möglich ist.

Unter den Kryoturbationstaschen, an anderen Stellen direkt unter der Hauptlage, folgen die fluvioglazialen Kiese und Sande, die bis in mehr als 2 m Tiefe entkalkt sind und deutliche Toncutane aufweisen. In Dünnschliffen ist erkennbar, dass in der direkten Umgebung der Kryoturbationstaschen die Toncutane zerstört und in die Bodenmatrix eingearbeitet sind (Mailänder 2002). Dies bedeutet, dass die periglaziale Dynamik stattfand, nachdem der Bt-Horizont schon gebildet war. In Abbildung 8b sind die aufgepressten Kiese gut zu erkennen. Diese Tatsache, im Zusammenhang mit der räumlichen Verbreitung der Taschen und der unterlagernden Bt-Horizonte mit Beschränkung auf die Gebiete ausserhalb der LGM-Vergletscherung, belegen den fossilen Charakter der Bt-Horizonte. Sie entsprechen nicht der holozänen Bodenbildung, auch wenn sie teils nahe an der Oberfläche liegen. Es handelt sich um Paläoböden, die in den Profilen als fBt- (fossile) Horizonte bezeichnet werden. Speziell in Grundmoränenbereichen sind die Tongehalte in den fBt-Horizonten so hoch, dass massive Pseudovergleyungen auftreten. Mailänder & Veit (2001) bringen hierfür zahlreiche Beispiele und nähere Analysen. Unklar ist bislang das Alter der Paläoböden. Im Rheingletschergebiet werden sie in die letzte Warmzeit (Eem-Interglazial) gestellt (Simmel 1973, Kösel 1996, Abb. 6). Es ist aber auch denkbar, dass es sich hierbei um Bildungen eines ausgeprägten letztkaltzeitlichen Interstadials handelt. Wie in Kapitel 2 erwähnt, gab es im Mittelland auch innerhalb der letzten Kaltzeit durchaus lange Phasen mit eher gemässigtem Klima und dichter Vegetation, teils sogar Wald. Dies könnte aller-

dings bedeuten, dass die Moränen unmittelbar ausserhalb der LGM-Vergletscherung nicht einer sehr viel älteren Kaltzeit, sondern vielleicht einem Vorstoss des Rhone-Aaregletschers während der mittleren Birrfeld-Kaltzeit zugeordnet werden müssen. Dieses momentane Durcheinander in der mittelländischen Eiszeitstratigraphie bedarf in Zukunft näherer Untersuchung.

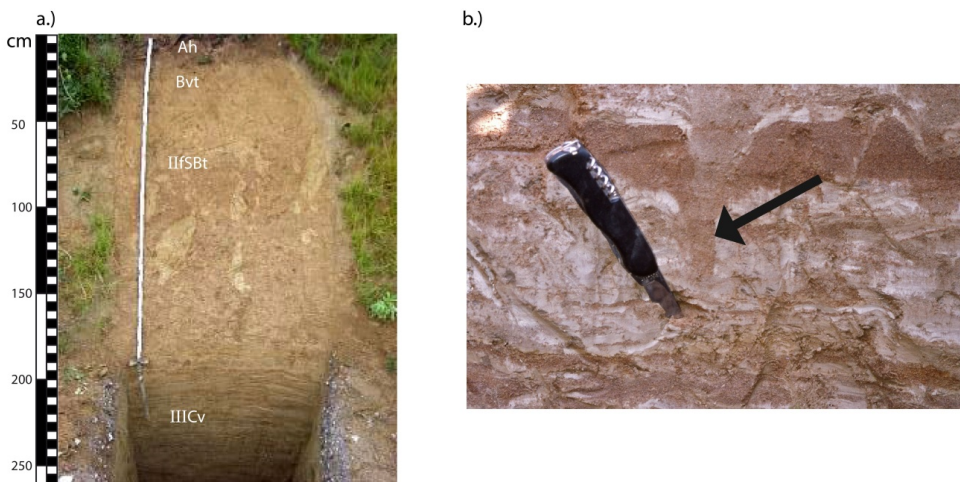
Zurück zum Bantiger. Verlässt man die eindeutigen hochglazialen Moränenablagerungen mit den typischen Bodenprofilen, wie sie oben beschrieben und in Abbildung 5 dargestellt sind, dann findet man hochkomplexe, polygenetische Profile, wie z.B. nordwestlich des Bantiger-Gipfels (Abb. 9). Als auffälligstes Merkmal ist das Profil bis fünf Meter Tiefe entkalkt, ein Umstand, der nach den oben geschilderten Befunden aus dem Mittelland klar gegen eine alleinige holozäne Bodenbildung, und damit auch klar gegen LGM-zeitliche Ablagerungen als Ausgangsmaterial spricht. Nach der Geologischen Karte 1:25.000 Blatt Worb (Kellerhals & Haefeli 1999), befindet sich das Profil grade ausserhalb der LGM-Vergletscherung (Abb. 4). Das Profil liegt auf 880 m ü.M., auf einer kleinen Verflachung im ansonsten steil Richtung Bantigen abfallenden Hanges. Im gesamten Profil bis 5 m Tiefe sind nahezu keine Steine enthalten.

Die obersten 3 m bestehen aus ungeschichtetem sandigem Lehm. Darunter folgen mit scharfer Grenze horizontal geschichtete schluffige Lehme. Diese geschichteten und dicht gelagerten Sedimente wurden in einem limnischen Milieu, einem kleinen See, abgelagert. An diesem Steilhang unterhalb des Bantiger-Gipfels war dies nur möglich, wenn talwärts ein Staukörper vorhanden war. Als solcher ist nur ein Gletscher denkbar, an dessen ehemaligem Eisrand die vom Bantiger abgespülten Sande in einem Eisrandsee sedimentiert wurden. In 5 m Tiefe steht der Molasse-Sandstein an. Die limnischen Sedimente enthalten zahlreiche Frostkeile (Abb. 9b), die das periglaziale Milieu während der Ablagerungszeit dokumentieren, in denen der kleine See öfters (jahreszeitlich?) ausgetrocknet und der Boden gefroren war.

Das Sandpaket im Hangenden ist grob zweigeteilt. In den unteren 2 m hat sich ein stark pseudovergleyter Bt-Horizont entwickelt (IlfSBt). In Abbildung 9 sind die durch Stauwasser gebleichten Flecken in der rötlich-braunen Matrix gut erkennbar. Im obersten Meter ist keine Pseudovergleyung und nur eine sehr schwache Tonakkumulation (Bvt) vorhanden. Bei dem IlfSBt handelt es sich um einen fossilen Boden, der von einem jüngeren Sediment bedeckt wurde. Die gesamten oberen 3 m bestehen aus Lokalmaterial, das vom nahegelegenen anstehenden Sandstein unterhalb des Bantiger-Gipfels stammt und durch Abspülung und Solifluktion hierhertransportiert wurde. Die schwache Toneinwaschung (Bvt)

im obersten Sedimentpaket dürfte, in Analogie zu anderen Stellen des Mittellandes (Kryoturbations-taschen mit Lösslehm, Abb. 8), die holozäne Bodenbildung repräsentieren. Somit liegen hier nahe des Bantigergipfels eine vermutlich hochglaziale Solifluktsionsdecke mit holozäner Braunerde-Parabraunerde (Bvt) über einer fossilen Pseudogley-Parabraunerde (IIfSBt) aus einer älteren Solifluktsions- oder Spüldecke über glazialen Eisrandsedimenten. Ähnlich wie in Aarwangen (Abb. 8) ist der fossile Boden entweder in einen älteren Abschnitt (Interstadial) der Birrfeld-Kaltzeit zu stellen, oder er ist dem Eem-Interglazial zuzurechnen. Die tiefgründige Entkalkung erklärt sich demnach durch die Überlagerung einer älteren durch eine jüngere Bodenbildung. Geschichtete Eisrandsedimente am Bantiger wurden schon von Gerber (1955) als „risszeitliche Bändertone“ und als Äquivalente der Höhenschotter klassifiziert.

Abb. 9: Böden auf prä-LGM-zeitlichen Ablagerung am Bantiger (zur Lage der Profile siehe Abb. 4)

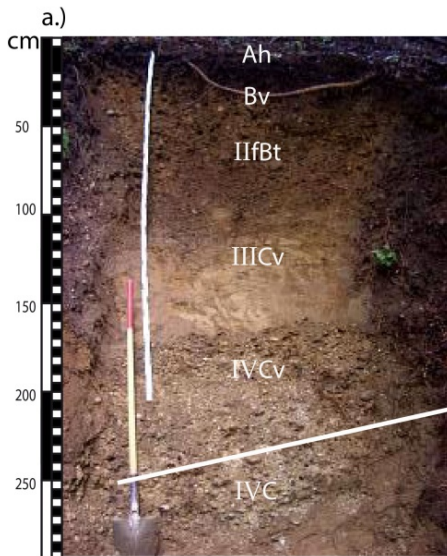


9a: Überblick Profil 5

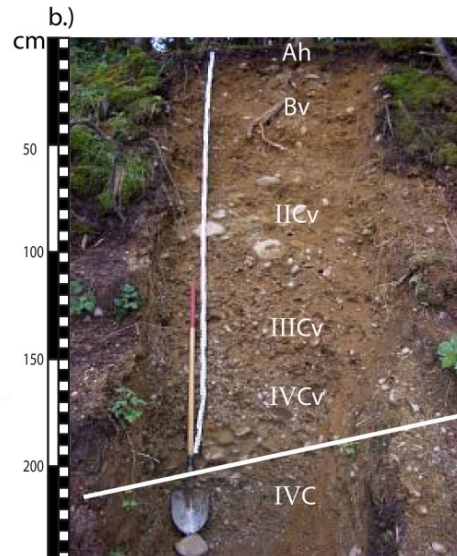
9b: Detailansicht des unteren Teil von 9a; Frostkeile (Pfeil) in den geschichteten limnischen Sedimenten

Bilder: Autoren

**Abb. 10: Böden auf prä-LGM-zeitlichen Ablagerungen am Bantiger
(zur Lage der Profile siehe Abb. 4)**



10a: Profil 4



10b: Profil 18

Bilder: Autoren

Ein bodengenetisch ähnliches Profil zeigt die Abbildung 10a. Hier reicht die Entkalkung bis in eine Tiefe von 2,50. An der Oberfläche ist die schluffreiche Hauptlage ausgebildet, in der sich bis 50 cm Tiefe ein Bv-Horizont ausgebildet hat. Darunter folgen Höenschotter mit einem Bt-Horizont (II fBt). Darunter folgen noch anstehende verwitterte Sandstein- und Nagelfluhlagen. Die Entkalkungsgrenze liegt in der Nagelfluh bei 2,50 m Tiefe. Hier, in unmittelbarer Nähe des Bantigergipfels liegen demnach ältere Schotter einer prä-LGM-zeitlichen grösseren Vergletscherung. Die mächtige Bodenbildung bis > 2,50 m Tiefe ist fossil und in die Eem-Warmzeit oder ein Birrfeld-zeitliches Interstadial zu stellen. Die Solifluktsdecke im Hangenden hat nur das bereits vorverwitterte und bereits entkalkte Material der Höenschotter bewegt. Zusätzlich wurde Lösslehm eingemischt. In diesem am Ende der Birrfeld-Kaltzeit bereits kalkfreiem Material hat sich dann im Holozän lediglich eine Braunerde ausgebildet. Der für die Bildung einer Parabraunerde nötige Kalkgehalt fehlte. In diesen Böden ist die Versauerung relativ intensiv und kann pH-Werte unter 3,5 erreichen. Als Folge sind am Bantiger in solchen Positi-

onen initiale Podsolierungen zu beobachten, die im Bereich der karbonathaltigen LGM-Ablagerungen niemals auftreten. Rein bodentypologisch gesehen sind solche Profile schwer zu klassifizieren. Da unter der relativ tonarmen Hauptlage der tonangereicherte Bt-Horizont liegt, wäre der Horizont in der Hauptlage auch als E-Horizont anzusprechen. Betont man aber die bodengenetischen Aspekte, dann wird klar, dass der Bodenhorizont in der Hauptlage nicht direkt mit der Tonanreicherung im Bt-Horizont in Verbindung gebracht werden kann, und somit als Bv-Horizont einer Braunerde zu bezeichnen ist (Abb. 11).

Eine weitere Variante ist in der Abbildung 10b vorgestellt. Auch hier reicht die Entkalkung bis in über 2 m Tiefe. In der Hauptlage hat sich eine Braunerde (Bv) ausgebildet. Darunter folgt eine dünne Moränenlage mit gröberen Blöcken (IIc_v). Das Liegende besteht aus Höhenschottern über Nagelfluh. Trotz der tiefgreifenden Entkalkung ist nur ein oberflächlicher Bv-Horizont ausgebildet, ein fBt fehlt. Im Vergleich zu den bisher vorgestellten Profilen ist dies nur so zu deuten, dass ein ehemaliger fBt (Birrfeld-Interstadial oder Eem) während des LGM vollständig abgetragen wurde. Im LGM war die unvergletscherte Rückseite des Bantigers mit seinen steilen und spärlich bewachsenen Hängen massiver Erosion ausgesetzt. Es fand Solifluktion und Abspülung statt. Wie im Profil der Abbildung 10a bestand bereits im Birrfeld dieser Solifluktionsschutt aus entkalktem, vorverwittertem Material. Die holozäne Bodenbildung ist entsprechend eine Braunerde, keine Parabraunerde. Solche Profile liefern auch den Beweis, dass unter diesen Umständen im Holozän keine Lessivierung stattgefunden hat. Deshalb ist die Ansprache der Bodenbildung in der Hauptlage als Braunerde (Bv-Horizont) gerechtfertigt.

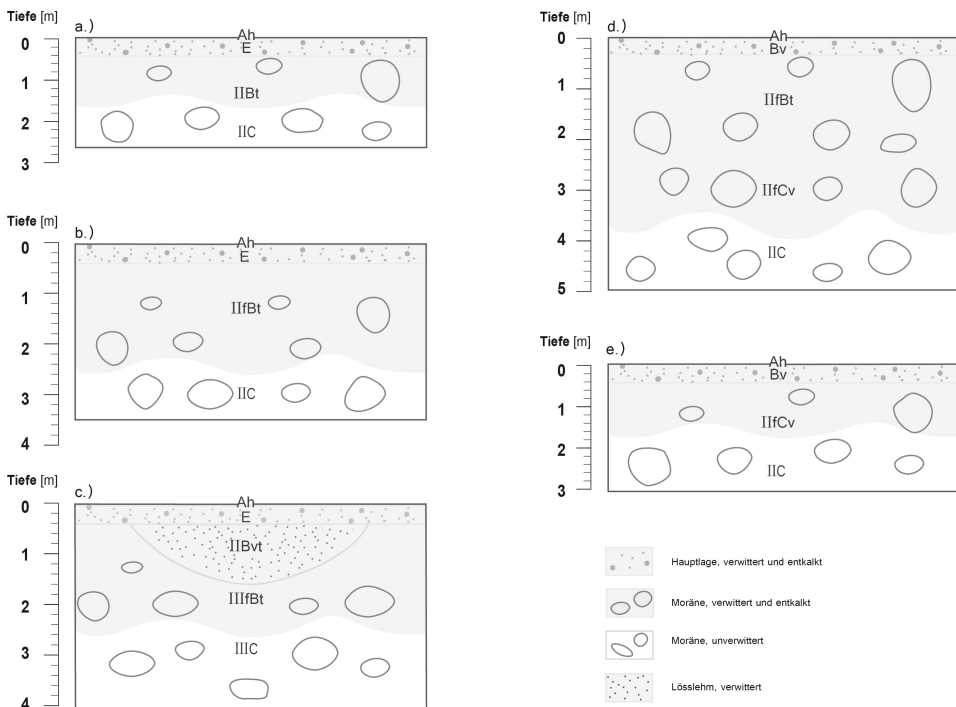
Schlussfolgerungen

Die Böden im Einflussbereich des eiszeitlichen Rhone-Aaregletschers haben sich aus quartären periglazialen Solifluktionsdecken, lösslehmhaltigen Deckschichten, glazifluvialen Kiesen und Sanden sowie Moränen, und nur sehr untergeordnet direkt aus Molassegesteinen, entwickelt. Die räumliche Verbreitung und das Alter der Sedimente ist abhängig davon, wann, und wie oft, die entsprechenden Gebiete vergletschert waren. Je länger die Standorte nicht mehr vom Eis des Rhone- oder Aaregletschers überfahren wurden, umso vielfältiger sind die Deckschichten und umso tiefgründiger ist in der Regel die Bodenbildung. Dabei wird eine systematische Abfolge erkennbar, die sich am letztkaltzeitlichen Ende des Rhone-Aaregletschers im Mittelland in der horizontalen Verbreitung

der unterschiedlichen Böden genauso widerspiegelt wie in der Vertikalen durch die unterschiedlichen ehemaligen Eismächtigkeiten am Bantiger.

Durchschnittliche Entkalkungstiefen auf Ablagerungen des LGMs (ca. 25.000 Jahre) erreichen 1,20-1,80 m. Ältere Ablagerungen sind in der Regel bis in eine Tiefe von mehr als 3 m, stellenweise sogar bis in Tiefen von mehr als 5 m, entkalkt.

Abb. 11: Schema zur genetischen Interpretation der Braunerden und Parabraunerden am Bantiger und im Mittelland (Für Erläuterungen zu a-e siehe Text)



Quelle: Eigene Darstellung

Bodentypologisch dominieren Parabraunerden verschiedenster Ausprägung. Die hohen Entkalkungstiefen auf prä-LGM-Ablagerungen sind in der Regel nicht alleine durch den längeren zur Bodenbildung zur Verfügung stehenden Zeitraum, sondern vor allem durch das Auftreten zu-

sätzlicher, fossiler Böden (fBt-Horizonte) bedingt. Holozäne Böden und pleistozäne Böden überlagern sich und führen zu den grösseren Gesamtmächtigkeiten (Bodenkomplexe). Im Bereich des Bantigergipfels und auf der unvergletscherten NE-Seite, wo die Altmoränen nicht mehr durch karbonathaltige Birrfeld-zeitliche Sedimente überlagert wurden, sind die Sedimente der Birrfeld-Kaltzeit durch Solifluktsdecken repräsentiert. Da diese Solifluktsdecken bereits bei ihrer Ablagerung im Wesentlichen aus schon verwittertem Material der fossilen, älteren Bodenbildungen bestanden, haben sich im Holozän meist saure Braunerden, teils mit initialer Podsolierung, entwickelt. In der „Bodenfamilie“ der Braunerden/Parabraunerden gibt es demnach folgende prinzipiellen substratspezifischen, genetischen Varianten, wobei weitere Differenzierungen hinsichtlich Pseudovergleyung, Podsolierung, Erosionsgrad, nicht berücksichtigt sind (Abb. 11):

a) Ah-E-IIBt-C: Parabraunerde aus spätglazialer Hauptlage über Moräne/Schotter/Sand des LGMs (Abb. 5).

b) Ah-E-IIfBt-IIc: Parabraunerde aus spätglazialer Hauptlage über reliktscher Parabraunerde (Mittel-Birrfeld? Eem?) aus Moräne-Schotter-Sand einer prä-LGM Vergletscherung. Die holozäne Bodenbildung mag zwar zu geringer Tonauswaschung im E- und Tonakkumulation im IIfBt-Horizont führen, aber die wesentlichen Merkmale des IIfBt-Horizontes sind nicht im Holozän, sondern in der mittleren Birrfeld-Kaltzeit oder dem Eem entstanden, und somit reliktsch bzw. fossil. Treten diese Böden in räumlicher Vergesellschaftung zu Profilen auf, wie sie in c) dargestellt sind, dann wird die geringe holozäne Lessivierung durch den IIBvt verdeutlicht (Abb. 8). Wo dieser direkte räumliche Vergleich fehlt, könnten die Böden fälschlicherweise insgesamt als holozäne Parabraunerden, gedeutet werden. Umgekehrt bedeutet dies, dass viele Parabraunerden an der Oberfläche älter sind als die letzten 14.000 Jahre der Nacheiszeit.

c) Ah-E-IIBvt-IIIfBt-IIIC: Braunerde-Parabraunerde aus spätglazialer Hauptlage über lösslehmgefüllten Kryoturbationstaschen des LGM über fossiler Parabraunerde (mittlere Birrfeld-Kaltzeit? Eem?) aus Moräne/Schotter/Sand einer prä-LGM Vergletscherung (Abb. 8).

d) Ah-Bv-IIfBt-IIcV-IIc: Braunerde aus spätglazialer Hauptlage über reliktscher Parabraunerde (mittlere Birrfeld-Kaltzeit? Eem?) aus Moräne/Schotter/Sand einer prä-LGM Vergletscherung (Abb. 10a). Diese Profile sind typisch für die im LGM unvergletscherten Teile des Bantigers

und vom Aufbau her sehr leicht mit den Profilen von b) zu verwechseln. Am Bantiger liegen diese Profile aber in Vergesellschaftung mit Profilen wie sie in e) dargestellt sind. Dadurch, dass in e) die fBt-Horizonte fehlen und die Hauptlage direkt dem entkalkten Cv-Horizont aufliegt, ist der holozäne Boden in der Hauptlage als Braunerde mit Bv-Horizont erkennbar. Da die Hauptlage schon bei der Ablagerung aus vorverwittertem, entkalktem Material des fCv- bzw. fBt-Horizontes bestand, hat sich im Holozän lediglich eine Braunerde entwickelt.

e) Ah-Bv-II fCv-II C: Holozäne Braunerde aus spätglazialer Hauptlage über Moräne/Schotter/Sand einer prä-LGM Vergletscherung. Genetisch ähnlich wie d), allerdings wurde die ältere Bodenbildung (fBt) während des LGMs erodiert und das vorverwitterte, entkalkte Material bildet das Ausgangsmaterial der spätglazialen Hauptlage. In diesem im Holozän bereits kalkfreien Ausgangsmaterial haben sich entsprechend Braunerden gebildet. Diese Profile treten, wie diejenigen von d) auf der im LGM unvergletscherten NE-Seite des Bantigers auf.

Je nach Gletscher- und Umweltgeschichte der entsprechenden Standorte im Mittelland, können sich diese Bildungen nach dem beschriebenen Muster überlagern, so dass polygenetische, geschichtete Böden im Mittelland die Regel sind. Ein Verständnis des Aufbaus, der Genese und der Eigenschaften der Böden im Mittelland ist ohne eine profunde Kenntnis der Landschafts- und Klimageschichte nicht möglich. Andererseits kann gerade diese Komplexität in Zukunft dazu beitragen, die immer noch in vielen Bereichen unklare jüngere Gletscher- und Umweltgeschichte der Schweiz zu entschlüsseln.

Literaturverzeichnis

- Beck, Hugo, 1957: Glazialmorphologische Untersuchungen in der Gegend von Solothurn. Dissertation Universität Fribourg.
- Binggeli, Valentin, 1983: Geografie des Oberaargaus. Sonderband 3 zum Jahrbuch des Oberaargaus, Langenthal.
- Bini, Alfredo/ Buoncristiani, Jean-François/ Couterrand, S./ Ellwanger, Dietrich/ Felber, Markus/ Florineth, Duri/ Graf, Hans Rudolf/ Keller, Oskar/ Kelly, Meredith/ Schlüchter, Christian/ Schöneich, Philipp., 2009: Die Schweiz während des letztkaltzeitlichen Maximums (LGM). Karte 1:500.000. Bundesamt für Landestopographie, Wabern.
- Bitterli, Thomas/ Jordi, Hans Andreas/ Gerber, Martin Eduard/ Gnägi, Christian/ Graf, Hans- Rudolf, 2011: Geol. Atlas Schweiz 1: Blatt 1108, Murgenthal, 25 000; Erläuterungen, 113.
- Brack Ernst/ Baumgartner-Hägi Karin/ Ross Stefan/ Rued Andreas/ Vavrusch Stefan, 1996: Erläuterungen zur Schweizer Bodenkarte 1:25000, Blatt 1070 (Baden). - Eidgenössische Forschungsanstalt für Agrarökologie und Landbau (FAL), Zürich-Reckenholz.
- Christen, Gerhard, 1999: Pedogenese im Solothurnischen Gäu – Parabraunerden mit wahrscheinlichen Lössablagerungen und Kryoturbationen auf den Schottern der Kiesgrube Aebisholz. Diplomarbeit, Geographisches Institut der Universität Bern.
- Dettwiler, Jan, 2008: Zur Geomorphologie periglazialer, lösslehmhaltiger Deckschichten im Schweizer Mittelland und Altersdatierung der Sedimente mittels der Lumineszenzmethode. Diplomarbeit, Geographisches Institut der Universität Bern.
- Fezer, Fritz, 1969: Tiefenverwitterung circumalpiner Pleistozänschotter. Heidelberger geographische Arbeiten, 24. Geographisches Institut der Universität Heidelberg.
- Fitze, Peter, 1987: Neue Hypothesen zur Bodenbildung auf Quartärablagerungen in der Nordostschweiz. In: Geographica Helvetica, 42 (2):117-122.

- Gerber, Eduard, 1955: Ergebnisse glazialgeologischer Studien nordöstlich von Bern. In: Mitteilungen Naturforschende Gesellschaft Bern, 12:3-21
- Gruner, Ueli, 2001: Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 1167 Worb. Bundesamt für Wasser und Geologie, Bern.
- Hildbrand, Kurt, 1990: Das Endmoränengebiet des Rhonegletschers östlich von Wangen a. A. (inkl. Karte 1:10'000 des Gebiets Wangen a. A.-Bannwil-Niederbipp). Diplomarbeit, Universität Zürich.
- Isler Alfred, 2005: Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 1166 Bern. Bundesamt für Wasser und Geologie, Bern.
- Ivy-Ochs, Susan/ Schäfer, Jörg/ Kubik, Peter W./ Synal, Hans Arno/ Schlüchter, Christian, 2004: Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland. In: *Eclogae Geologicae Helveticae*, 97:47-55.
- Jordi, Hans Andreas/ Bitterli Thomas/ Gerber Martin Eduard, 2003: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 1108 Murgenthal (ohne Erläuterungen). Bundesamt für Wasser und Geologie.
- Kellerhals, Peter/ Haefeli, Charles, 1999: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25.000, Blatt Nr. 1167 Worb (Atlasblatt 104). Bundesamt für Wasser und Geologie, Bern.
- Kösel, Michael, 1996: Der Einfluss von Relief und periglazialen Deckschichten auf die Bodenausbildung im mittleren Rheingletschergebiet von Oberschwaben. Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe D, 1:1-147.
- Mailänder, Reiner, 2002: Stratified Soils on the Swiss Plateau. Dissertation Universität Bern.
- Mailänder, Reiner/ Veit, Heinz, 2001: Periglacial cover-beds on the Swiss Plateau: indicators of soil, climate and landscape evolution during the Late Quaternary. In: *Catena*, 45 (4):251-272.

Mailänder, Reiner/ Veit, Heinz, 2004: Soil evolution on the Central Swiss Plateau: Comparing Middle Pleistocene with Last Glacial Sediments. In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., 48:95-119.

Nussbaum, Fritz, 1911: Das Endmoränengebiet des Rhonegletschers von Wangen an der Aare. In: Mitteilungen Naturforschende Gesellschaft Bern:141-168.

Preusser, Frank/ Blei, Andreas/ Graf, Hans-Rudolf/ Schlüchter, Christian, 2007: Luminescence dating of Würmian (Weichselian) proglacial sediments from Switzerland: methodological aspects and stratigraphical conclusions. In: Boreas, 36:130-142.

Preusser, Frank/ Graf, Hans-Rudolf/ Keller, Oskar/ Krayss, Edgar/ Schlüchter, Christian, 2011: Quaternary glaciation history of northern Switzerland. In: Eiszeitalter und Gegenwart, 60 (2-3):282-305.

Reinmann, Ueli, 2004: Böden und Deckschichten im Längswald (Schweizer Mittelland). Pedologische Untersuchungen im Endmoränengebiet des Rhône-gletschers bei Walliswil b.N., Wiedlisbach, Oberbipp. Diplomarbeit, Geographisches Institut der Universität Bern.

Rentsch, Fredy, 2006: Vergleich von Böden im Jung- und Altmoränengebiet am Bantiger (Schweizer Mittelland). Diplomarbeit, Geographisches Institut Universität Bern.

Ruef Andreas/ Stauss Thomas/ Zihlmann Urs, 1992: Erläuterungen zur Schweizer Bodenkarte 1:25000, Blatt 1049 (Laufenburg). Eidgenössische Forschungsanstalt für landwirtschaftlichen Pflanzenbau, Zürich-Reckenholz.

Schlüchter, Christian, 1976: Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretales südlich von Bern (Stratigraphie, Sedimentologie, Paläontologie). In: Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, NF.:148.

Schreiner, Albert, 1992: Einführung in die Quartärgeologie. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Semmel, Arno, 1973: Periglaziale Umlagerungszonen auf Moränen und Schotterterrassen der letzten Eiszeit im deutschen Alpenvorland. In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl. Bd. 17:118-132.

- Staeger, Dieter, 1988: Baugrundkarte der Stadt Bern und Umgebung 1:10.000 mit Erläuterungen. In: Beiträge zur Geologie der Schweiz, 80:1-59 + map.
- Veit, Heinz/ Stingl, Helmut/ Emmerich, Karl-Heinz/ John, Brigitte, 1995: Zeitliche und räumliche Variabilität solifluidaler Prozesse und ihre Ursachen. Ein Zwischenbericht nach acht Jahren Solifluktionmessungen (1985-1993) an der Messstation "Glorer Hütte", Hohe Tauern, Österreich. In: Zeitschrift Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd. 99:107-122.
- Veit, Heinz/ Mailänder, Reiner/ Vonlanthen, Corinne, 2002: Periglaziale Deckschichten im Alpen-raum: bodenkundliche und landschaftsgeschichtliche Bedeutung. In: Petermanns Geographische Mitteilungen, 146 (4):6-14.
- Vogel, Nadine, 2011: Das Schweizer Mittelland im Quartär. Eine Studie der glazialen und periglazialen Sedimente im Endmoränengebiet des Rhonegletschers bei Wangen an der Aare. Diplomarbeit, Geographisches Institut der Universität Bern.
- Völkel, Jörg/ Leopold, Matthias/ Mahr, Andrea/ Raab, Thomas, 2002: Zur Bedeutung kaltzeitlicher Hangsedimente in zentraleuropäischen Mittelgebirgslandschaften und zu Fragen ihrer Terminologie. In: Petermanns Geographische Mitteilungen, 146 (2): 50-59.
- WEA/ Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern (Hrsg.), 1984/97: Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung der Grundwasser des Kantons Bern: Hydrogeologie Bipperamt.
- WEA/ Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern (Hrsg.), 1989/91: Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung der Grundwasser des Kantons Bern: Hydrogeologie Önzthal.
- Wegmüller, Samuel, 1992: Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Alpenvorlandes. Denkschrift der Schweizer Akademie der Naturwissenschaften, 102:1-82.
- Welten, Max, 1982: Pollenanalytische Untersuchungen im jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. Beiträge zur

geologischen Karte der Schweiz, 156: 1-174, Schweizerische Geologische Kommission, Bern.

Zimmermann, Hans Wilhelm, 1963: Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland (Schweiz). In: Mitteilungen Naturforschende Gesellschaft des Kantons Solothurn, 21.

Zimmermann, H.W., 1969: Zur Landschaftsgeschichte des Oberraargaus. In: Jahrbuch des Oberraargaus, Herzogenbuchsee, 12:25–55.